

С. О. АЧИКГЕЗЯН

О ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ МАЛОГО КАВКАЗА В МЕЗОКАЙНОЗОЕ

Территория Малого Кавказа развивалась в режимах островной дуги (J_3 — Pg_2) и активной континентальной окраины невадийского типа (Pg_3 — N_1) над Черноморско-Рионо-Куринско-Южнокаспийской малой океанической плитой, субдуцировавшей в юг—юго-западном направлении под Понтийско-Малокавказскую ранне-среднеюрскую островную дугу и причлененную к ней в позднем мелу Ирано-Западноармянскую континентальную микроплиту. Предложенная геодинамическая модель удовлетворительно объясняет наблюдаемую на Малом Кавказе металлогеническую зональность.

Мегантиклинорий Малого Кавказа (Антикавказ) представляет собой выгнутую к север—северо-востоку сложно построенную дугообразную систему складок шириной около 200 км. и протяженностью—400 км, входящую в состав Понтийско-Малокавказской (Кавказско-Иранско-Анатолийской) дуги Средиземноморского альпийского складчатого пояса [9, 16].

За последние годы, в связи с развитием идей мобилизма, для Альпийской складчатой системы в целом и, в частности, для Кавказа (и Малого Кавказа) был предложен ряд геодинамических моделей фанерозойского развития региона [1, 2, 3, 4, 5, 6, 11, 12, 13, 17, 18, 25, 26, 29, 31, 36, 37].

Всю совокупность выдвинутых моделей можно разделить на две группы, отличающиеся друг от друга интерпретацией, в основном, тектонических и петрологических данных, позволяющих судить о характере движений и взаимодействия литосферных плит и их фрагментов. В первую очередь это касается установления активных окраин Восточно-Европейской и Афро-Аравийской континентальных плит, разделенных океанической плитой Тетиса, существовавшей по крайней мере с раннего палеозоя до палеогена включительно.

Согласно первой группе моделей, в течение палеозоя [3, 5, 6, 13], а затем унаследованно—мезозоя и кайнозоя [1, 2, 4, 6, 17, 29, 36] на южной окраине Восточно-Европейского континента возникают разновозрастные островные дуги в результате субдукции океанической плиты соответственно Палеотетиса и Тетиса в *северном направлении*.

Наиболее детальной и всеобъемлющей с выделением различных геодинамических морфоструктурных единиц (зоны субдукции, островные дуги, интрадуговые рифты, окраинные моря) и с учетом палеомагнитных, палеоклиматических и палеобиогеографических данных на фоне изучения полярности развития магматизма и метаморфизма, является геодинамическая модель Ш. А. Адамия и др. [6], согласно которой интересующая нас Понтийско-Закавказская островная дуга (и ее восточная часть—Сомхето-Кафанская зона) развивалась в течение мезокайнозоя в пределах южной активной окраины Восточно-Европейского континента над падающей к северу зоной субдукции, маркирующей в настоящее время Анатолийско-Малокавказской офиолитовой шовной зоной. Последняя формировалась в результате коллизии в позднем неокоме-альбе Ирано-Турецкого микроконтинента (отделенного от Афро-Аравийского континента при раскрытии южной ветви Мезотетиса—Тавро-Загросского океанического бассейна) с Понтийско-Закавказской островной дугой.

Вторая группа моделей [11, 26, 37] предполагает противоположное, то-есть *югонаправленное падение* зоны субдукции в юре-палеогене.

К. М. Мурадяном [26] на Малом Кавказе и на сопредельных территориях с севера на юг выделяются следующие три поясовые островодужные палеоморфоструктурные элементы: 1) *глубоководный жёлоб* (Центральночерноморско-Рионо-Куринско-Южнокаспийский); 2) *вулканическая островная дуга*, эволюционирующая поэтапно в течение J—Pg (Понтийско-Сомхето-Агдамско-Эльбурская—J—K₂, Понтийско-Аджаро-Триалетско-Куринско-Эльбурская и Северо-Анатолийско-Амасия-Севано-Акеринско-Исфаганская—K₂, Эрзинджан-Амасия-Севано-Вайоцзор-Иранская—Pg₂₊₃); 3) *тыловой—окраинный бассейн* (Анатолийско-Севано-Акеринско-Тегеранский и Исфаганский), переходящий в *пассивную континентальную окраину* (Аравийско-Западноармянско-Центральноиранская).

С. О. Ачикгёзяном с соавторами [11] в пределах Кафанского сегмента Понтийско-Закавказской палеоостровной дуги была установлена в целом югонаправленная латеральная петрохимическая зональность в развитии магматических комплексов J₂, J₃—K₁ и K₂—Pg возрастов, на основании чего было сделано предположение об обращенности фронтальной части островной дуги к северо-востоку—востоку и, соответственно, о падающей на юго-запад—запад палеозоне Беньофа, выход которой на земную поверхность в настоящее время, вероятно, совпадает с Рионо-Куринской депрессией.

Таким образом, приверженцы разных групп моделей, принимая факт развития Понтийско-Закавказской складчатой зоны в режиме островных дуг в J—Pg, расходятся в мнении о положении и направлении движения субдуцирующей океанической плиты, что имеет первостепенное значение для выяснения металлогенических особенностей рассматриваемого региона.

Выдвижение двух типов геодинамических моделей, предполагающих наличие почти диаметрально противоположных направлений субдукции, на первый взгляд наводит на мысль о несостоятельности одной из них. Однако детальное рассмотрение различных аспектов каждой из групп моделей приводит к выводу, что истина, вероятно, лежит где-то посередине.

Ниже попытаемся обосновать справедливость второй гипотезы, по крайней мере для отрезка времени J₃—N₁.

Соглашаясь с мнением исследователей, принимающих точку зрения северопadaющей зоны субдукции [5 и др.] со среднего палеозоя вплоть до среднеюрского времени, мы считаем, что с начала поздней юры зона субдукции резко изменила свое направление к юг—юго-западу. Вкратце остановимся на тектонических событиях, предшествующих этому явлению.

Согласно палеотектоническим реконструкциям по палеомагнитным данным [8] с раннего карбона до позднего триаса Иранская (Ирано-Западноармянская) плита, оторвавшись от Афро-Аравийской платформы (вероятно, по Тавро-Загросской зоне спрединга среднего палеозоя), совершила примерно 4000-километровый дрейф в северном направлении, приближаясь к Восточно-Европейскому континенту, на южной активной окраине которого формировались (по двум северопadaющим зонам Беньофа) Большекавказская и Родопско-Понтийско-Закавказская незрелые палеозойские островные дуги [5]. При этом, в течение палеозоя, в результате конвергенции этих континентальных плит, океаническая плита Палеотетиса субдуцировала в северном направлении, сузилась, и северный пассивный край Ирано-Западноармянской плиты приблизился к палеозойским островным дугам до расстояния 700—800 км [8]. Параллельно с формированием Большекавказской палео-

зойской островной дуги, в ее тыловой части—в пределах Передового хребта—раскрылся междуговой рифт и образовалось окраинное море.

В течение T_3 — J_2 . вероятно, сохранились те же геодинамические условия, причем в J_1 проявления активного вулканизма незначительны, они резко усиливаются в J_2 и в пределах Понтийско-Закавказской палеозойской островной дуги (уже срединного массива, по [4]) формируется мощная (до 3 км) последовательно дифференцированная вулканогенная толща, сложенная породами известково-щелочной и реже, шшонитовой серий [4]. За этот период окраинное море Большого Кавказа, существовавшее с палеозоя-триаса в тылу островной дуги, сильно расширилось. Об этом свидетельствуют палеомагнитные дан-

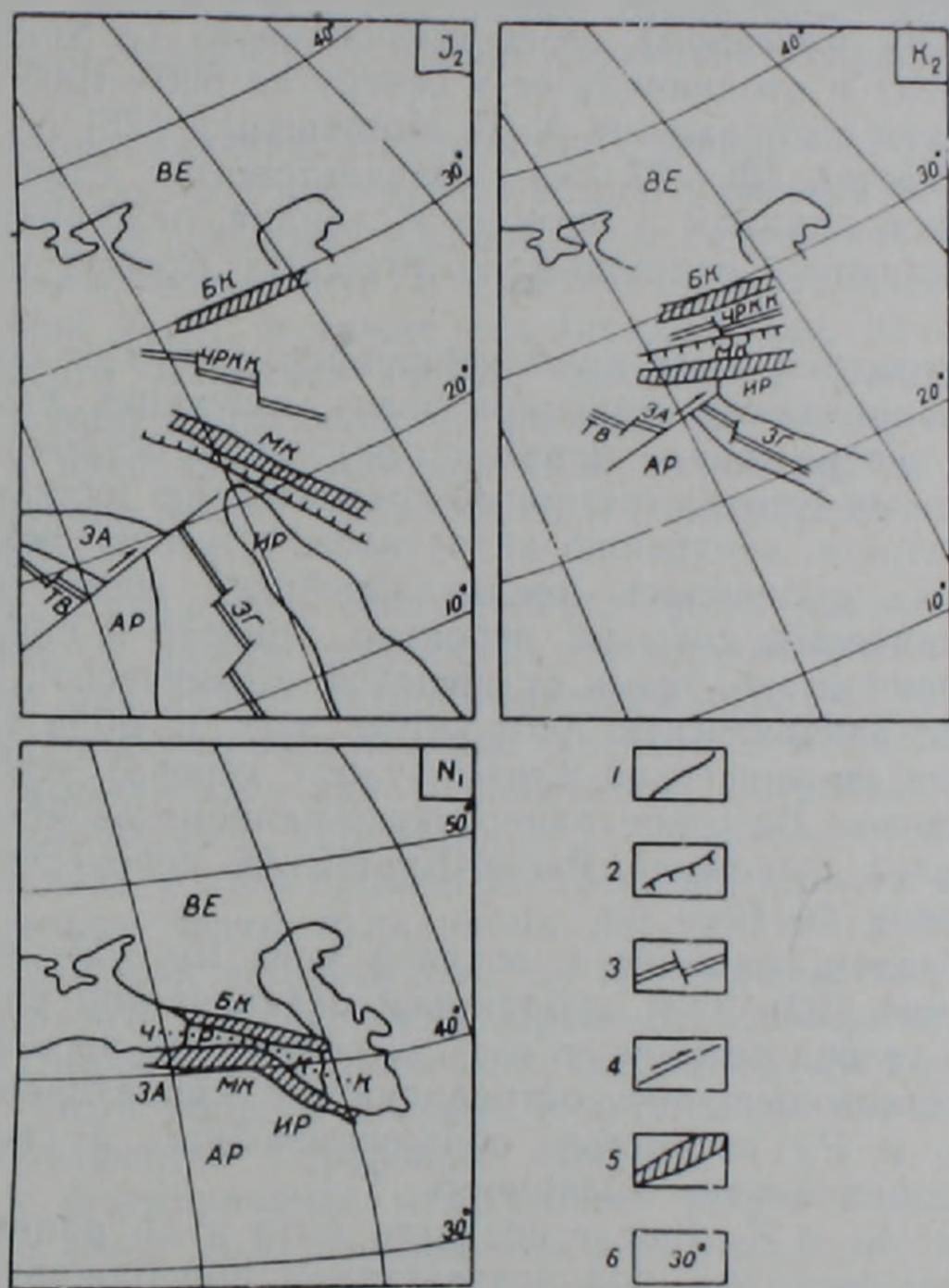


Рис. 1. Предполагаемые схемы геодинамической эволюции Малого Кавказа и сопредельных территорий за среднеюрско-раннеэоценовое время (с использованием данных [6, 7, 8, 37 и др.]). 1—границы тектонических единиц, 2—зоны субдукции, 3—зоны спрединга, 4—трансформные разломы, 5—островные дуги, 6—палеошироты. Континентальные плиты и микроплиты: ВЕ—Восточно-Европейская, ЗА—Западноармянская, ИР—Иранская, АР—Аравийская. Островные дуги: БК—Большого Кавказа, МК—Малого Кавказа. Зоны аккреции океанических плит: ЧРКК—Черноморско-Рионо-Курунско-Каспийская, ТВ—Таврская, ЗГ—Загросская.

ные [8], согласно которым в ранней-средней юре Восточно-Европейская плита вместе с северной частью Закавказской островной дуги (Грузинская глыба с Дзирульским массивом) «отодвинулась» к северу от Локско-Карабахской и Болнисской зон Закавказской дуги на 8—10°, то-есть примерно на 800—1000 км.

Таким образом, в конце J_2 в пределах интересующей нас области Понтийско-Закавказской палеоостровной дуги с юга на север мы име-

ем следующие морфоструктурные элементы (рис. 1): 1) *Ирано-Западноармянский микроконтинент, впаянный в океаническую плиту Тетиса*, которая еще больше сузилась после T_3 , в результате ее северной субдукции в T_3-J_2 ; 2) *глубоководный желоб* (по которому океаническая плита Тетиса субдуцировала в северном направлении), маркирующийся ныне по Анатолийско-Закавказскому офиолитовому шву; 3) *Понтийско-Закавказская среднеюрская островная дуга*, продолжающая в целом развиваться на палеозойской островной дуге и 4) *обширное окраинное море*, превратившееся в расширяющийся малый океанический бассейн (шириной в 800—1000 км) в результате продолжения спрединга океанической коры вдоль заложенных в палеозое и заложившихся в юре рифтовых структур, одна из которых отторгла северную часть островной дуги (с Дзирульским кристаллическим массивом) от ее южной части (с Храмским и Локским массивами) и отодвинула ее к северу на 800—1000 км. Здесь интересно привести соображения А. Б. Мошашвили [25] об идентичности больших мощностей (26—27 км) «базальтового» слоя центральной части Куринской впадины и острова Исландия, лежащего, как известно, на продолжении Срединно-Атлантического хребта (зона спрединга).

В конце средней юры приблизившийся с юга к островной дуге Ирано-Западноармянский микроконтинент, очевидно, своим выдвинутым к север—северо-западу краем столкнулся с островной дугой, что привело к общему сжатию региона—прекращению вулканизма, проявлению складчатости, внедрению интрузивов, сужению окраинного моря и т. п., то-есть проявилась предкелловейская фаза складчатости.

Это тектоническое событие, вероятно, привело к приостановлению северонаправленной субдукции сузившейся океанической плиты Тетиса под Понтийско-Закавказскую островную дугу и образованию новой зоны субдукции океанической плиты (уже с севера), сформированной в бывшем тыловом бассейне палеозойско-раннемезозойской островной дуги—в пределах нынешней Рионо-Куринской депрессии, имевшей в то время ширину до 1000 км.

Таким образом, начиная с поздней юры мы уже имеем дело с *югонаправленной* (Ю—ЮЗ) субдукцией океанической плиты бывшего окраинного моря под островную дугу, в результате чего формируются, в целом, известковощелочные островодужные магматические комплексы J_3-K_1 , K_2 и Pg возрастов, обнаруживающих в своем развитии четкую югонаправленную полярность [11].

На рубеже K_1 и K_2 (после позднего апта и до раннего коньяка), островная дуга, очевидно, под воздействием продолжавшихся северонаправленных усилий со стороны Ирано-Западноармянского микроконтинента, причленилась к последнему, что привело к формированию основной массы серпентинового меланжа и аллохтонных пластин офиолитов [21] при замыкании остатков океанического бассейна Тетис (рис. 1). В течение этого времени островная дуга вместе с причлененным к ней микроконтинентом, согласно палеомагнитным данным [7], повернулась против часовой стрелки на 40—45° относительно зоны Большого Кавказа, после чего обе эти зоны расположились в субширотном направлении.

В течение K_2 и Pg , в результате югонаправленной субдукции рас-

¹ Местоположение первоначального акта столкновения, вероятно, совпадает с областью Арзаканского кристаллического массива, где выгнутость островной дуги к северу наибольшая и в пределах которой почти отсутствуют выходы пород офиолитовой ассоциации (они, вероятно, интенсивно обдуцированы к югу и эродированы). Возможно с этой областью столкновения связано заложение близмеридионального Транскавказского поднятия.

положенной на севере океанической плиты под островную дугу, происходит формирование магматических комплексов, принадлежащих, в целом, известковощелочной петрохимической серии, но с субщелочным уклоном более молодых образований [11].

Продолжающаяся югонаправленная субдукция под Понтийско-Закавказскую островную дугу с севера и постепенное сближение Афро-Аравийской плиты с юга, связанное, возможно, с закрытием Тавро-Загросского океанического бассейна, приводит к вдавливанию «Аравийского клина» в Кавказский мобильный пояс и смещению всего Кавказа к северу вместе с Евразией в связи с поворотом всего континента по часовой стрелке на 30° (по палеомагнитным данным [7]). Одновременно, пододвигающаяся к югу малая океаническая плита постепенно сокращает свои размеры и в настоящее время фиксируется в пределах Центрального Черноморья, Рионо-Куринской депрессии и Южного Каспия (рис. 1).

На фоне югонаправленной субдукции с севера—со стороны Рионо-Куринской депрессии, и послепозднеюрского развития островной дуги, в тылу последней (в пределах шовной зоны сочленения Ирано-Западноармянского микроконтинента и Понтийско-Закавказской допозднеюрской островной дуги), а также юго-западнее нее, на блоке Ирано-Западноармянского микроконтинента, начинается формирование областей растяжения, приведших к раскрытию междуговых рифтов, фиксируемых в пределах Армянской ССР, вероятно, на месте Севанского (составляя ее часть), Вединского и Зангезурского офиолитовых поясов [10, 32].

В пределах Севанского офиолитового пояса развиты вулканиты, сформированные в самых различных геодинамических условиях и принадлежащие различным петрохимическим сериям: *толеитовой*, характерной для срединно-океанических хребтов и незрелых островных дуг, *щелочно-базальтовой*—для океанических островов и подводных гор, а также *бимодальной*, характерной для рифтовых зон [19, 29, 32]. По нашему мнению, в этой сложно построенной шовной зоне переплетаются характерные черты вулканизма нескольких типов геодинамических обстановок, как продолжавшихся по инерции, так и вновь возникших в результате столкновения Ирано-Западноармянского микроконтинента с Понтийско-Закавказской островной дугой. Окончательное выяснение этого вопроса связано с детальным расчленением вулканических образований Севанского пояса.

Обстановку формирования междугового рифта в тылу островной дуги достаточно четко можно установить для Вединского офиолитового пояса. Здесь широко распространены толеитовые и щелочные базальтоиды, при подчиненном развитии известково-щелочных андезитов [29, 32].

Что же касается Зангезурского пояса, то петрохимические данные по вулканитам офиолитовой ассоциации, по нашему мнению, пока не дают четкого ответа на вопрос их формирования в обстановке раскрывающегося рифта; есть лишь некоторые данные о повышенной калневой щелочности базальтоидов [33].

По нашему мнению, геодинамическая обстановка, установившаяся к концу палеогена, в целом сохраняется и поныне¹. Об этом может

¹ Проведенные А. Н. Вардапетяном [15] исследования по позднекайнозойским движениям плит Черноморско-Каспийского региона, в частности, указывают на то, что Южно-Каспийская микроплита на юге пододвигается под Западно—Иранскую и Малокавказскую плиты, что подтверждает наше мнение. Однако, в то же самое время отмечается о пододвигании Черноморской, Малокавказской и Южно-Каспийской плит под Евразиатскую.

свидетельствовать анализ геофизических данных—теплового потока, гравиметрических, сейсмических и др.

Известно, что глубоководным желобам островодужных систем соответствуют термальные и гравитационные «желоба» [20]. Такая полоса минимумов теплового потока прослеживается от восточной части Черного моря через Рионо-Куринскую депрессию к Южному Каспию [35]. На большей части отмеченной полосы наблюдаются, в целом, пониженные значения гравитационных аномалий [14, 22]. В отличие от желобов, собственно островные дуги характеризуются высоким тепловым потоком и небольшими положительными аномалиями гравитационного поля [20]. В пределах Закавказской островной дуги наблюдаются и повышенные значения теплового потока [35], и положительные аномалии силы тяжести [14]. И, наконец, отметим наличие обнаруженных при прохождении профилей глубинного сейсмического зондирования (Нахичевань-Волгоград и Сухуми-Массалы) высокоскоростных включений в коре Рионо-Куринской впадины (7—7,8 км/с), являющихся аналогами выступов мантии под глубоководными впадинами Черного и Каспийского морей [27]. Эти сейсмические данные подтверждают идею об аналогичном характере строения земной коры этих областей.

Предложенная нами геодинамическая модель в состоянии, в целом, объяснить наблюдающуюся на Малом Кавказе металлогеническую зональность, обсуждение которой, в основном, обходится подавляющим большинством исследователей, стоящих на позиции северо-направленной субдукции. Речь идет о более или менее закономерном размещении эндогенных рудных месторождений и рудопроявлений в пределах отдельных поясов, по своим границам, главным образом, совпадающих с выделенными тектоно-формационными зонами Армянской ССР и Малого Кавказа [23, 24, 34].

Л. П. Зоненшайном и др. [20] для зон островодужного типа приводится следующая зональность металлогении (от фронтальной части дуги к тыловой): 1) зона глубоководного желоба и осадочной террасы, с которой связаны медноколчеданные месторождения в эффузивах толентовой серии; 2) в собственно вулканических дугах размещена колчеданная медная и полиметаллическая минерализация, иногда с золотом; характерны стратиформные месторождения типа «куроко». В долговременных дугах в ранние этапы формируются преимущественно колчеданные руды, а в поздние—медно-порфировые, иногда, медно-молибденовые. Оруденение размещено среди магматитов известково-щелочной серии; 3) зона терригенного прогиба в тылу островной дуги, отвечающая выполнению окраинного моря, основание которого сложено ассоциацией пород, близкой к офиолитовой (толенты); 4) зона развития тоналит-гранодиоритовых интрузивов с золотой минерализацией и железо-медным скарновым оруденением. Этими же авторами [20] отмечаются и металлогенические особенности для геодинамических обстановок андийского и невадийского типов, в целом похожих на островодужные условия—наличие наклоненной под континентальную окраину зоны субдукции, развитие преимущественно известково-щелочного магматизма, вглубь континента получающего характер субщелочного и т. д. Для зон невадийского типа, как и для островодужных зон, в целом характерен халькофильный профиль металлогении со сменой золото-медного оруденения вблизи края континента в золото-полиметаллическое и медно-молибденовое в глубь континента. В этом же направлении сменяется и характер магматизма—от кварцевых диоритов и трондьемитов (тоналит-гранодиоритовый тип) через гранодиориты в кварцевые монзониты и граниты (субщелочной тип).

Приведенная выше генерализованная металлогеническая зональность находится в хорошем согласии с наблюдаемой зональностью размещения месторождений и рудопроявлений Малого Кавказа, сформированных в интервале времени J_3-N_1 , то есть за период действия югонаправленной субдукции Черноморско-Рионо-Куринско-Южнокаспийской субокеанической плиты под Понтийско-Закавказскую островную дугу и причлененный к ней в позднем мелу Ирано-Западноармянский микроконтинент.

Колчеданные, медные и полиметаллические месторождения Алаверды, Шамлуг, Ахтала, Шамшадинская группа рудопроявлений, Кафан, Шаумян, и др. (Армянская ССР), месторождения Кедабек, Чирагидзор, Тоганалы, Битти-Булах, Дромбон и др. (Азербайджанская ССР) являются типичными представителями оруденения, характерного для собственно вулканических островных дуг.

Как уже было отмечено, в дугах с длительной эволюцией, где формируются комагматичные с вулканитами гипабиссальные тоналитовые интрузивы, колчеданные месторождения соседствуют с так называемыми «эвгеосинклинальными» медно-(молибден)-порфировыми месторождениями [28], представленными здесь Техутским, Шикахохским месторождениями, Дзорастанским и др. рудопроявлениями.

Для зон развития тоналит-гранодиоритовых интрузивов островных дуг характерны и скарново-магнетитовые месторождения и рудопроявления—Дашкесан (АзербСССР) и Кохб (АрмССР), а также полиметаллические с золотом месторождения Дамблудское (ГрузССР) и Мехманинское (АзербСССР).

Все вышеотмеченные колчеданные, медно-порфировые, скарново-магнетитовые и полиметаллические с золотом месторождения и рудопроявления сформированы в киммерийскую металлогеническую эпоху—во время эволюции островной дуги в J_3-K_1 .

Начиная с апт-коньяка и позже, активный вулканизм островной дуги, в целом, смещается к югу—юго-западу и в пределах ее развития формируются серно-медноколчеданные и полиметаллические с золотом месторождения и рудопроявления Маднеули, Цители-Сопели (ГрузССР), Чибухлы, Тандзут, Арчут (АрмССР) и др. С габбро-диорит-гранодиоритовыми интрузивами связаны скарново-магнетитовые руды Дзама (ГрузССР), Судагына, Башюрта, Кармиркара (АрмССР), а также полиметаллическое с золотом и серебром оруденение Оболоканлы-кая, Вараза, Цхалбокела и др. (ГрузССР), Марцигет-Привольненской и Вайоцзорской групп (АрмССР).

К интрузивам габбро-монзонит-граносиенитовой и гранит-гранодиоритовой формаций приурочено золото-полиметаллическое (Меградзор, Личквас-Тей и др.), в особенности, медно-молибденовое оруденение (Анкаван, Елпин, Далидаг, Дастакерт, Каджаран, Агарак и др.).

Резюмируя вышензложенное, можно констатировать факт закономерного перемещения проявлений как магматизма, так и эндогенной рудной минерализации, в целом, в юг—юго-западном направлении в течение киммерийской (J_3-K_1) и альпийской (K_2-N_1) тектоно-магматических и металлогенических эпох. Это указывает на эволюцию земной коры Малокавказского региона в режимах островной дуги и активной континентальной окраины невадийского типа. Кора региона сформирована над малой океанической плитой, субдуцирующей в юг—юго-западном направлении под Понтийско-Малокавказскую палеоостровную дугу и причлененную к ней северную часть Ирано-Западноармянской континентальной микроплиты.

Автор искренне благодарен В. А. Агамалю за обсуждение основных положений статьи, а также С. А. Зограбяну, Р. Л. Мелконяну и

С. А. Паланджяну—за критические замечания и ценные советы, способствующие улучшению работы.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 22.III. 1985.

Ս. Հ. ԱՉԻԳՅՈՋՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ԳԵՈԴԻՆԱՄԻԿ ԶԱՐԳԱՑՄԱՆ ԵՎ ՄԵՏԱՂԱԾՆՈՒԹՅԱՆ
ՄԱՍԻՆ ՄԵԶՈԿԱՅԵՆՈՋՈՅՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Փոքր Կովկասի բնատարածքը զարդացել է կղզի-աղեղային (J_3 - Pg_2) և նեվադյան տիպի ակտիվ մայրցամաքային եզրամասի (Pg_3 - N_1) պայմաններում, որոնք առաջացել են Սև ծով—Ռիոն—Քուրա—Հարավկասպյան փոքր օվկիանոսային սալի վերևում, երբ վերջինս խորասուզվում էր հարավ—հարավ-արևմուտք ուղղությամբ Պոնտյան—Փոքր Կովկասյան վաղ-միջին յուրայի հասակի կղզային աղեղի և ուշ կավճում նրան հարակցված Իրանյան-Արևմտահայկական մայրցամաքային միկրոսալի տակ: Առաջարկված գեոդինամիկ մոդելը բավարար չափով բացատրում է Փոքր Կովկասում դիտվող մետաղածնական ղոնալականությունը:

S. H. ACHIKGUEOZIAN

ON THE MINOR CAUCASUS GEODYNAMICAL DEVELOPMENT
AND METALLOGENY DURING MESOCENOZOIAN

Abstract

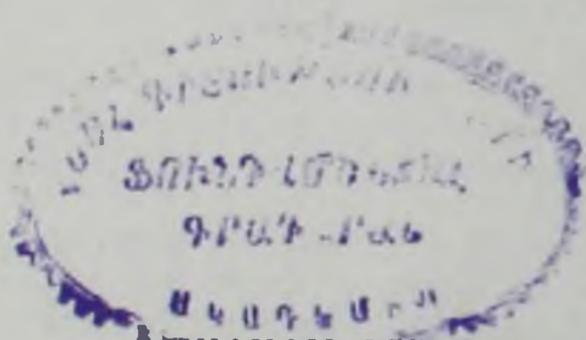
The Minor Caucasus territory has developed as an island arc (J_3 - Pg_2) and a nevada-type active continental margin (Pg_3 - N_1) over the Black sea - Rion - Kura - South - Caspian suboceanic plate, which subducted in a S - SW direction under the Pontian - Minor Caucasian Early - Middle Jurassic island arc and joint to it during Late Cretaceous the Iranian - West - Armenian continental microplate. The suggested geodynamical model is able to interpret the metallogenical zoning of the Minor Caucasus satisfactorily.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р. Н., Гасанов Р. К., Мустафаев Г. В., Ахвердиев А. Т. Мезозойский вулканизм Малого Кавказа и его связь с глубинным строением.—В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов (краткие тезисы Всесоюзного симпозиума). Владивосток: 1976, с. 192—194.
2. Абдуллаев Р. Н., Гаджиев Т. Г., Гасанов Р. К., Потапова Е. И. Юрские магматические формации Азербайджана и некоторые особенности их металлогении. В кн.: Материалы докл. II регион. петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси: КИМС, 1978, с. 33—42.

3. Абесадзе М. Б., Кекелия М. А., Мгелиашвили Т. Н., Цимакуридзе Г. К., Чхотуа Т. Г., Шавишвили И. Д. Доальпийское развитие кавказской активной континентальной палеоокраины (магматизм и метаморфизм).—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 30—41.
4. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа.—Геотектоника, 1977, № 4, с. 88—103.
5. Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап).—Геотектоника, 1979, № 1, с. 77—84.
6. Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций).—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 13—21.
7. Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и Северного Кавказа.—Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 10, с. 77—92.
8. Асанидзе Б. З., Печерский Д. М., Адамия Ш. А. Результаты палеомагнитных исследований палеозойских пород Кавказа.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1980, № 9, с. 90—109.
9. Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Милай Т. А., Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, т. 28, № 6, с. 35—51.
10. Асланян А. Т., Сатиан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, т. 30, № 4—5, с. 13—26.
11. Ачикгёзьян С. О., Зограбян С. А., Мирзоян Г. Г., Саркисян Р. А. Петрохимические особенности мезокайнозойских магматических комплексов Кафанского рудного района и некоторые вопросы их рудоносности.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, т. 36, № 2, с. 3—18.
12. Баранов Г. И., Греков И. И. Геодинамическая модель Большого Кавказа.—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. Москва: Наука, 1982, с. 51—59.
13. Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д., Швольман В. А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса (палинспастические реконструкции).—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 21—30.
14. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1976.
15. Вардапетян А. Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона.—Океанология, 1979, № 6, с.
16. Габриелян А. А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР.—Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1974, т. 27, № 4, с. 3—21.
17. Гаджиев Т. Г., Аксельрод М. А., Потапова Е. И. Доорогенный магматизм и металлогения азербайджанской части Малого Кавказа.—В кн.: Тезисы докл. VIII Всесоюз. металлоген. совещ. «Доорогенная металлогения геосинклиналей (Общие вопросы и региональная металлогения)». Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976, с. 156—158.
18. Геворкян Р. Г. Модель формирования петролого-тектонических формаций пород офиолитовой и островодужно-базальтоидной ассоциации фанерозоя Армении (Малый Кавказ).—В кн.: Тезисы докл. IX Семинара по геохимии магматических пород. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983, с. 15—16.
19. Закариадзе Г. С., Книппер А. Л., Лордкипанидзе М. Б. Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамические аспекты).—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 117—121.
20. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976, с. 276.
21. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области.—Тр. ГИН АН СССР, М.: 1975, вып. 267.
22. Люстих Е. Н. Гравиметрическая схема Кавказа в сопоставлении с данными геотектоники.—В кн.: Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: АН СССР, 1960.
23. Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Ереван: АН АрмССР, 1959, с. 279.
24. Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз обуденения на территории Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1966, т. 19, № 4, с. 18—36.
25. Мошавили А. Б. Эволюция земной коры Куринской впадины и ее связь с проблемой Палеотетиса.—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 64—71.
26. Мурадян К. М. Геодинамическая модель Малого Кавказа и ее прикладное значение в металлогении Армянской ССР.—В кн.: Проблемы палеовулк. реконст.

- и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Часть I (Тезисы докл. V Всесоюз. палеовулк. симпозиума). Киев: Наукова думка, 1981. с. 122—123.
27. Павленкова Н. И. Строение земной коры и верхней мантии юга европейской части СССР по геофизическим данным.—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 71—80.
 28. Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения. Л.: Недра, 1978, с. 275.
 29. Паланджян С. А. О геологической позиции офиолитов Базумского горста.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, т. 28 № 5, с. 14—27.
 30. Паланджян С. А., Сатиан М. А., Степанян Ж. О. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, т. 30, № 1, с. 15—21.
 31. Рустамов М. И., Мустафаев Г. В. Геодинамическое сходство развития Малого Кавказа с Тихоокеанским поясом в мезокайнозой.—В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов (краткие тезисы Всесоюз. симпозиума). Владивосток: 1976, с. 196—198.
 32. Сатиан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979, с. 168.
 33. Сатиан М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984.
 34. Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М.: Недра, 1972, с. 344.
 35. Шевченко В. И., Резанов И. А. Тектоника и геофизические поля Крыма-Кавказа-Копетдага.—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. с. 80—85.
 36. Adams Sh. A. plate tectonics and evolution of the Alpine system. Discussion.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, № 5, p. 719—720
 37. Dewey J., Pitman III W. C., Ryan W. B. F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, № 10. p. 3137—3180.



ԱՅԿԱԿԱՆ ՍՏՐ ՀԻՏՄԱԿԱՆ ԳՐԱԴԱՐԱՆԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱԻ ԹԵԽԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՄԱԿԱՆ ԳՐԱԴԱՐԱՆԻ ԵՐԿՐԻ ՄԱՏԻՆ

В журнале «Известия Академии наук Армянской ССР, Науки о Земле» публикуются результаты теоретических, экспериментальных и практических исследований, проводимых в научно-исследовательских институтах, вузах и производственных геологических организациях республики и сопредельных районов в области геологии, геофизики и физической географии.

Выходит 6 раз в год. Цена годового комплекта 5 руб. 40 коп.

Технический редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

Сдано в набор 13.09.1985. Подписано к печати 30.12.1985. ВФ 05766.
Бумага № 1, 70×108¹/₁₆. Высокая печать. Печ. лист. 5,0. Усл. печ. лист. 7,0. Учет.-изд. 6,47. Тираж 476. Заказ 653. Издат. 6653.

Издательство АН Арм. ССР, Ереван—19, пр. Маршала Баграмяна 24-г.
Типография Издательства АН АрмССР, 378310, г. Эчмиадзин.